ПРОБЛЕМИ ЗАСТОСУВАННЯ ГРАВІМОНІТОРИНГУ У ВИВЧЕННІ ДИНАМІКИ ЗЕМНОЇ КОРИ

Ю. Дубовенко
Інститут геофізики НАН України, пр. Палладіна, 32, м. Київ
E-mail: dubovenko@igph.kiev.ua

У вивченні геодиначічних явищ земної кори за даними гравіметрії, як одного з найбільш доступних засобів, доводиться зважати на дві обставини: завдяки технологічному прогресу (удосконаленню апаратури і топогеодезичного забезпечення GPS) зросла точність і продуктивність гравіметричних знімань, а через економічний спад різко знизився обсяг вимірювань.

Перша обставина сприяє перегляду методів опрацювання отриманих даних, зокрема, точнішому обліку поправок Буге [1], а друга, за необхідності виявляти глибинні джерела аномалій, потребує перегляду методики вимірювань, щоб урахувати тонкі особливості (варіації) гравіаномалій. Ці особливості можна задіяти через додаткову змінну – час.

Світові "тренди" геофізичних спостережень тяжіють до 4D моніторингу [2] досліджуваної площі: вивчають еволюцію гравітаційного поля за час експлуатації ділянки чи в інтервалі її динамічної активізації; деякі аспекти моніторингу наведено в [3]. Застосування повторних спостережень у певній галузі для гравіметрії не нове, хоча безперервними в часі їх назвати важко, на відміну від сейсмометрії.

У разі проведення високоточних вимірювань, параметром яких є сила тяжіння, варто обов'язково досліджувати й ураховувати її варіації (про що зазначено ще в [4]), щоб увести відповідні поправки у гравітаційні знімання різних років. Зокрема, виявлені неприпливні квазіперіодичні варіації (КПВ) сили тяжіння на новій методологічній, методичній і метрологічній основі й обґрунтовано їхню природу [4]. Внаслідок кореляції великомасштабних густинних неоднорідностей мантії і припливних параметрів Землі [5] можлива крос-кореляція КПВ і цих параметрів, особливості якої ще потрібно вивчати.

Крім того, виявлено [6] неприпливні варіації *вертикального градієнта* (різниці відліків значень сили тяжіння на різних рівнях зі сталим перепадом висот, далі – ВВГ) сили тяжіння. На перший погляд, вони мають логічно випливати з варіацій сили тяжіння, проте розрахункова амплітуда таких варіацій дуже мала, тоді як реальні амплітуди на кілька порядків вищі. Основні періоди неприпливних варіацій сили тяжіння, як і ВВГ, корелюють з періодами *власних коливань* Землі. Довготривала складова цих варіацій (за рік) корелює з положенням осі обертання Землі відносно Сонця (мінімальні амплітуди – взимку, максимальні – у квітні–травні і жовтні–листопаді). Хаотичні флуктуації руху Сонця і Місяця можуть породжувати неприпливні ВВГ, однак доведення цього припущення – справа майбутнього.

Зв'язок аномальних змін ВВГ із проявами землетрусів у вигляді мінімуму ВВГ задовго до початку поштовхів дає підстави припустити, що джерелом власних коливань Землі є не землетруси, а навпаки, власні коливання є спусковим гачком землетрусів. Це дає змогу простежити динаміку земної кори за критерієм середньоквадратичної похибки зміни амплітуди одиничного вимірювань ВВГ. Можливість тлумачення аномалій ВВГ як провісників землетрусів ще потребує опрацювання.

Виділяють корисний сигнал шляхом усереднення у ковзному вікні, спектральним аналізом (періодограми[1], оцінка спектральної густини). Крива зміни ВВГ – це складні квазіперіодичні флуктуації з різними періодами, амплітудами і фазами (рис. 1), і виділити певну залежність за варіаціями з окремих кривих неможливо. Однак, підсумовуючи криві варіацій за тривалий відтинок часу (від тижня до року), можна виділити певні періодичні варіації: з кривих ВВГ V_{zz} знімають для кожного хвилинного відтинку часу значення ординат і для кожної хвилини 1-годинного інтервалу (збігається з основним фоном власних коливань Землі 54–60 хв) їх усереднюють, що взаємокомпенсує випадкові варіації чи ті, що мають інший період.

У праці [6] запропоновано задіяти середньоперіодні ВВГ для визначення добротності мантії Землі: зі зменшенням періоду коливань на вимірювання впливають ближчі до поверхні шари геологічного розрізу, що позначається

---

[1] Коефіцієнти у розкладенні часового ряду за гармоніками $\exp(\pi i\omega t/n)$, що виражає амплітуду певної гармоніки.

на картині ВВГ. У верхній частині розрізу ця картина ускладнена через більшу мінливість пружних властивостей гірських порід, зумовлену зміною літології і цілісності шарів. Короткоперіодні ВВГ неможливо виміряти через те, що крок дискретизації спостережень часто більший від періоду коливань: за такого співвідношення ці коливання зливаються з випадковими завадами вимірювань.

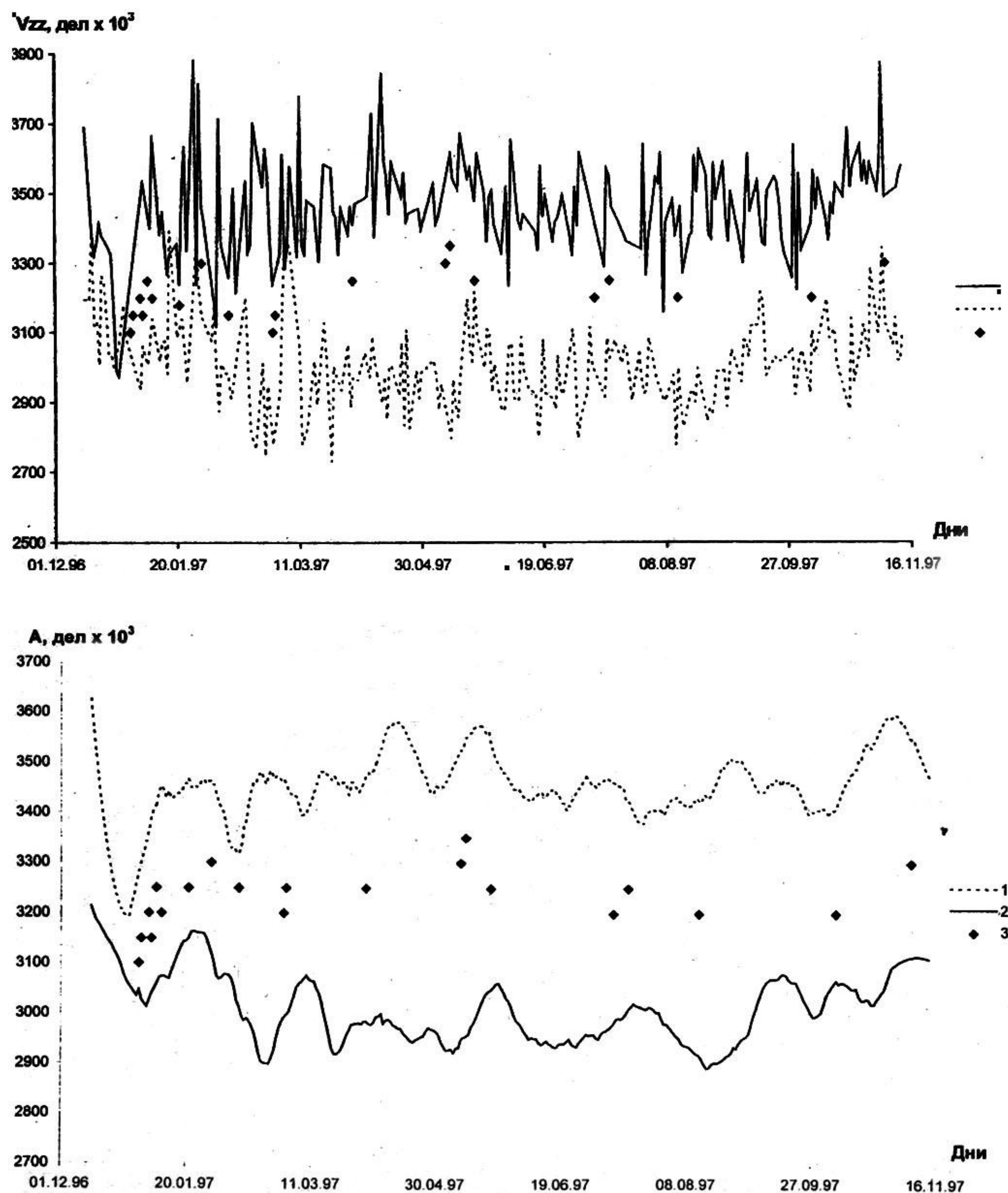


Рис. 1. Графіки варіацій V_{zz}: прямі та усереднені за місяць; ромбами позначено катастрофічні землетруси [6].

Зв’язок дисперсії ВВГ з розломними зонами можна використати для оцінки тектонічної активності розломних зон (регіонального і локального (інженерно-будівельного) сейсмотектонічного районування): інтенсивність похибки залежить від активності розломів, якщо ці зони ”заліковані” (масив стає майже однорідним), то така зона не виявиться у дисперсії ВВГ. З урахуванням того, що сила тяжіння є функцією маси, а вертикальний градієнт – функцією зміни густини, отримаємо нові можливості для вивчення глибинної будови Землі.

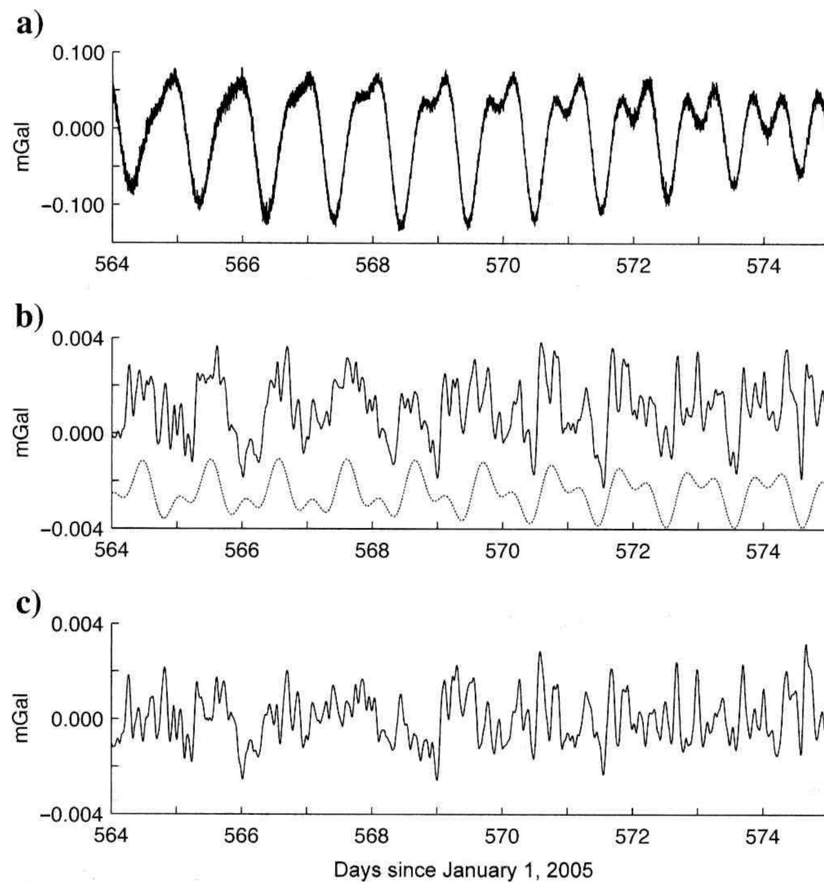


Рис. 2. Одинадцяти–денний ряд вимірювань сили тяжіння: без фільтрації, зі смуговою фільтрацією і з поправкою на припливний ефект.

Урахування значень КПВ та ВВГ сили тяжіння є неодмінною передумовою для застосування гравітаційного моніторингу, про що не зазначено у [2]. Вивчення поведінки цих величин доцільно розпочати на профілях, наведених у [4].

Гравітаційний моніторинг – це ряд *періодично* повторюваних у реальному часі *безперервних* протягом фіксованого часового відтинку (рис. 2) мікрогравіметричних вимірювань гравітаційного поля й опрацювання його

даних з урахуванням *впливу* навколишнього середовища та сфери застосувань. Значення часового відтинку залежить від якості вимірювань, міри невизначеності результатів спостережень, динаміки (амплітуди і частоти) поля.

Його фізична основа – безперервний зв'язок динаміки гравітаційного поля і параметрів середовища. Просторовий розподіл варіацій вертикальної похідної V_z потенціалу сили тяжіння *прямо корелює* з площинним розподілом густин, а часові варіації V_z чітко визначають вертикальні варіації насичення флюїдів.

Апаратна основа моніторингу – спільні великомасштабні вимірювання перевищень рельєфу за даними GPS і абсолютних значень сили тяжіння. Відносні вимірювання сили тяжіння дешевші, проте обмежені прив'язкою до опорної мережі і синхронністю обліку "сповзання нуля". У наших умовах, однак, такі вимірювання за належного методичного забезпечення [4] мають перспективу.

Мета моніторингу – оцінка глибини до джерела аномалій і зміни об'єму за даними деформації рельєфу (з даних GPS) – потребує знання приповерхневого розподілу мас (з даних гравіметрії).

У дослідженнях з 4D гравімоніторингу[2] визначена амплітуда сигналу в діапазоні від 20 до 80 мГал, у межах діючих вулканів вона зростає до 300–600 мГал, а в межах водних басейнів ~ 200–250 мГал у разі нелінійного обліку "сповзання нуля".

Виділяють слабкий сигнал на тлі перешкод за відомими у гравіметрії методами кореляційного аналізу й обчислення складових градієнтів у прямих вимірюваннях сили тяжіння. У [2] виділяють корисний сигнал з різницевої аномалії $\Delta g_d = \Delta g_m - \gamma h_z - \Delta g_{def} - \Delta g_w$, де Δ – різниця між сусідніми відліками в часі; $\gamma = -308{,}6$ мГал/м – поправка у вільному повітрі; h_z – вертикальний зсув (відносне підняття–опускання); Δg_{def} – аномалія Буге деформації (зміни об'єму через стиск середовища навколо джерела, що означає зсув густинних меж у неоднорідному середовищі);

[2] Усі статті спецвипуску Geophysics. 2008. Vol.73. N. 6 присвячені гравітаційному моніторингу.

$\Delta g_w = 2\pi G\rho_w\varphi\delta_z = 42\varphi\delta_z$ – вплив ґрунтових вод. Також порівнюють результати фільтрації з даними, отриманими з контрольного пункту, близько розташованого від ділянки спостережень.

На рівнинних ділянках на території України корисний сигнал матиме малий градієнт, тому треба враховувати вплив перешкод іншими методами (зміна геометрії мережі спостережень, часова фільтрація, обчислення похідних тощо), запропонованими у [4]. Вивчення метрологічних нюансів доцільне на базі геодинамічного полігона з готовою інфраструктурою (можливо, на базі однієї з ділянок Карпатського відділення ІГФ).

Перш ніж перейти до умов стійкого тлумачення даних, зазначимо, що вимірювання на регулярній мережі й перерахунок значень за інтегралом Пуассона придатні для регіональних досліджень [8], а в локальних умовах гравімоніторингу [9] мають низку недоліків [10]. Іноді організація регулярної мережі неможлива, а перерахунок з нерегулярної мережі на регулярну складніший, ніж обернене відновлення будови середовища.

Розв’язування обернених задач гравіметрії з даними на псевдорегулярних мережах із застосуванням моделей середовища типу “безкінечний профіль” утворює погано зумовлені системи лінійних рівнянь із беззмістовними результатами. З огляду на це і на іншу й коротку довжину реальних профілів доцільний альтернативний підхід [10] – система лінійних інтегральних рівнянь зі швидкоспадними ядрами:

$$S_{n+1}^{+}(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)}\int_{-\infty}^{\infty} S_n^{+}(\xi)\left(\cosh\frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)}\right)^{-1} d\xi + S_n^{+}(x),$$

$$S_{n+1}^{-}(x) = v(x) - \frac{1}{2\zeta_n(x)}\int_{-\infty}^{\infty} S_n^{-}(\xi)\left(\tanh\frac{\pi(\xi - x)}{2\zeta_n(x)}\right)^{-1} d\xi + S_n^{-}(x),$$

$$\zeta_0(x) = S_0^{+}(x) + S_0^{-}(x) = v(x),\ \zeta_0(x) = S_0^{+}(x) + S_0^{-}(x),\ n = \overline{0,\infty}.$$

З урахуванням цього методика [9] дієва за умов, що регіональний фон – поліном першого степеня, відомі *густини* і *положення* меж тіл, що тяжіють, на поверхні, а тіла близькі або мають спільні контакти. Однак ми пропонуємо замінити згадані у методиці [9] програми на комплекс [11] і програми з [10].

У [2] не враховано й таку особливість варіацій гравітаційного поля: величини його похідних залежні від флуктуацій аномальних атмосферних мас, снігових мас, рівня ґрунтових вод, лісистості і змін рельєфу через

техногенну діяльність [12]. Урахувати ці ефекти можна, вносячи відповідні поправки [12] у розв’язок прямих задач гравіметрії на дослідних територіях.

Необґрунтоване спрощення моделей середовища для зниження неоднозначності у багатьох випадках є причиною неправильних обчислень геометрії джерел, вертикального і латерального розподілу густинних неоднорідностей, особливо у випадках, коли середовище навколо аномального джерела далеке від припущень про однорідність. Надійне тлумачення одержують за *відомої геометрії* тіл, що тяжіють (із сейсморозвідки), і комплексної інтерпретації поля сили тяжіння та деформацій рельєфу.

Враховувати наявну апріорну інформацію про середовище пропонуємо шляхом:

1) побудови належних модельних зображень (зіркові області відомої густини усередині компактних множин у банаховому просторі даних) [10];

2) додання у функціонали типу відхилу у регуляризувальних алгоритмах стабілізаторів диференціального вигляду, власні функції яких збігаються з власними функціями вихідних операторів [13].

Розв’язки обернених задач за даними гравітаційного моніторингу доцільно отримувати за регуляризувальними алгоритмами з урахуванням розробок [10, 11]. З них можна відновити *загальну* картину варіацій густини, проте не абсолютні значення густин. Окрім завдань геодинаміки, ці розв’язки можна залучити для моніторингу стану екосистем.

---

1. *Бычков С.Г.* К вопросу о вычислении аномалий силы тяжести в редукции Буге // IX геофиз. чтения им. В.В. Федынского: Тез. докл. 2007. С. 73–77.
2. *Battaglia M., Gottsmann J., Carbone D., Fernandez J.* 4D volcano gravimetry // Geophysics. 2008. Vol. 73, N. 6. P. WA3-WA18.
3. *Юргин О.В.* Высокоточная гравиразведка при измерении гравитационных эффектов малоглубинного происхождения: Автореф. дис. … канд. техн. наук. Пермь, 2006. 26 с.
4. *Собакарь Г.Т.* Квазипериодические вариации силы тяжести Земли, их природа и научно-прикладное значение // Геофиз. сб. АН УССР. 1972. Вып. 46. С. 31–42.
5. *Лубков М.В.* О влиянии крупномасштабных неоднородностей мантии на суточные числа Лява // Геофиз. журн. 2010. Т. 32. № 6.
6. *Чирков В.Н.* Неприливные вариации вертикального градиента силы тяжести: Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 1998. 24 с.

7. *Собакарь Г.Т.* Исследования квазипериодических изменений силы тяжести на Украине и сопредельных территориях // Геофиз. журн. 1981. Т. 3. № 5. С. 53–59.
8. *Алексидзе М.А.* Решение некоторых основных задач гравиметрии. Тб.: Мецниереба, 1985. 412 с.
9. *Davis K., Li Y., Batzle M.* Time-lapse gravity monitoring: a systematic 4D approach with application to aquifer storage and recovery // Geophysics. 2008. Vol. 73. N. 6. P. WA61–WA69.
10. *Болотнова Л. А.* Эколого-геологическое изучение состояния геологической среды урбанизированных территорий: геофизический аспект / В. В. Филатов, Л. А. Болотнова // IX геофиз. чтения им. В.В. Федынского. Тез. докл. Г., 2007. С. 43–44.
11. *Дубовенко Ю. И.* Определение контактной границы по значениям производных логарифмического потенциала на существенно ограниченных множествах: Автореф. дисс... канд. физ.-мат. наук. Киев, 2005. 19 с.
12. *Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Павлюк Е.В., Шарыпанов В.М.* Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами 1-го рода и визуализации в интерактивном режиме 3-хмерных геофизических моделей и их полей // Геофиз. журн. 2004. Т. 26. № 1. С. 3–13.
13. *Двуліт П.Д.* Методи врахування впливу геофізичних факторів на варіації гравітаційного поля Землі. Дис. ... д-ра техн. наук: Львів, 1999. 225 с.
14. *Черная О.А.* Об устойчивых способах решений задач определения звездных областей, близких к заданным. Ч. 1, 2 // Геофиз. журн. 1999. Т. 21, № 3. С. 100–118; № 6. С. 51–71.

PROBLEMS OF USING OF GRAVITY MONITORING IN THE STUDY OF THE EARTH'S CRUST DYNAMICS

Yu. Dubovenko

In continuous gravity monitoring it's need to take into account the nontidal effects such as a quasiperiodic gravity fluctuations and a gravity vertical gradient variations. Due to the peculiarities of gravity monitoring its data processing on the short profiles is offered to execute by the expressions with fast decaying cores, and gravity fluctuations due to impact of small intensive geophysical factors one should take into account by the Dvulit's techniques.

7

ОСОБЛИВОСТІ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОЇ СТРУКТУРИ ВІКОВИХ ВАРІАЦІЙ МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ НАПРИКІНЦІ XX – НА ПОЧАТКУ XXI СТ. НА ТЕРИТОРІЇ ЄВРОПИ

В. Максимчук, Ю. Городиський, Д. Марченко

Карпатське відділення Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України

E-mail vmaksymchuk@cb-igph.lviv.ua, jorgorod@cbi-gph.lviv.ua

Особливістю магнітного поля Землі є його змінність у часі. Варіації магнітного поля мають як внутрішні, так зовнішні (іоносферні) джерела. Розглянемо вікові зміни, або віковий хід (SV), геомагнітного поля внутрішнього походження. Дані про просторово-часову структуру геомагнітного поля необхідно враховувати під час проведення магнітних знімань різного призначення, побудови карт аномальної частини магнітного поля, у навігації тощо. Головним джерелом інформації про просторово-часову структуру вікового ходу є магнітні обсерваторії (МО) і дані вимірювань на пунктах вікового ходу. Побудовані за цими даними карти вікового ходу компонент геомагнітного поля (карти ізопор) дають уявлення про морфологію SV в досліджуваних регіонах, а їхнє порівняння для різних епох дає змогу виявити центри (фокуси) вікового ходу та вивчати їхню кінематику. Найліпші умови для вивчення SV є на території Європи завдяки доволі щільній мережі МО.

Просторову структуру вікового ходу на території Європи досліджено в [1–3]. У цих працях з'ясовано, що у другій половині XX ст. в Європі простежувалась доволі динамічна структура SV: у 60-х роках відбувся розпад Каспійського (Іранського) фокуса SV і формування в 70-х роках нового фокуса SV в Центральній Європі [1].

Наша мета – побудова карт вікового ходу геомагнітного поля для території Європи наприкінці XX та на початку XXI ст. і вивчення на цій підставі особливостей його просторово-часової структури.

Даними для побудови карт SV є середньорічні значення компонент геомагнітного поля на МО Європи за період 1985–2005 рр. [4]. Карти SV були побудовані для всіх компонент поля чотирьох 5-річних інтервалів з 1985 по 2005 рр. (З огляду на обмеження обсягу повідомлення ми наводимо результати лише для Z-компоненти). Для порівняльного аналізу побудовано

аналогічні карти за результатами розрахунків, зроблених на підставі міжнародної аналітичної моделі IGRF10 [5].

Побудовані карти ізопор дали змогу дослідити особливості просторової структури вікового ходу і його динаміку на зламі XX–XXI ст. На рис. 1–4 зображено карти ізопор Z-компоненти для послідовних 5-річних часових інтервалів. У структурі SV Z-компоненти в 1985–1990 рр. за експериментальними даними і за даними, розрахованими на підставі моделі IGRF10, чітко виділяється Балканський фокус SV, інтенсивність якого становить 24 нТл/рік, а епіцентр є в районі Аппенін-Балкан (див. рис. 1). Така просторова структура SV практично без змін збереглась і для наступної епохи 1990–1995 рр. (див. рис. 2). Зазначимо про хорошу узгодженість для цих періодів модельного поля SV з даними магнітних обсерваторій.

Різкі зміни в структурі SV сталися в 1995–2000 рр. (див. рис. 3). У цей період відбувся розпад Балканського фокуса SV. Вже в 2000 – 2005 рр. на території Європи спостережено доволі спокійну структуру SV з монотонним збільшенням вікового ходу в північно-східному напрямі (див. рис. 4). Є всі підстави припустити, що у північно-східній частині Європи відбувається формування нового фокуса SV.

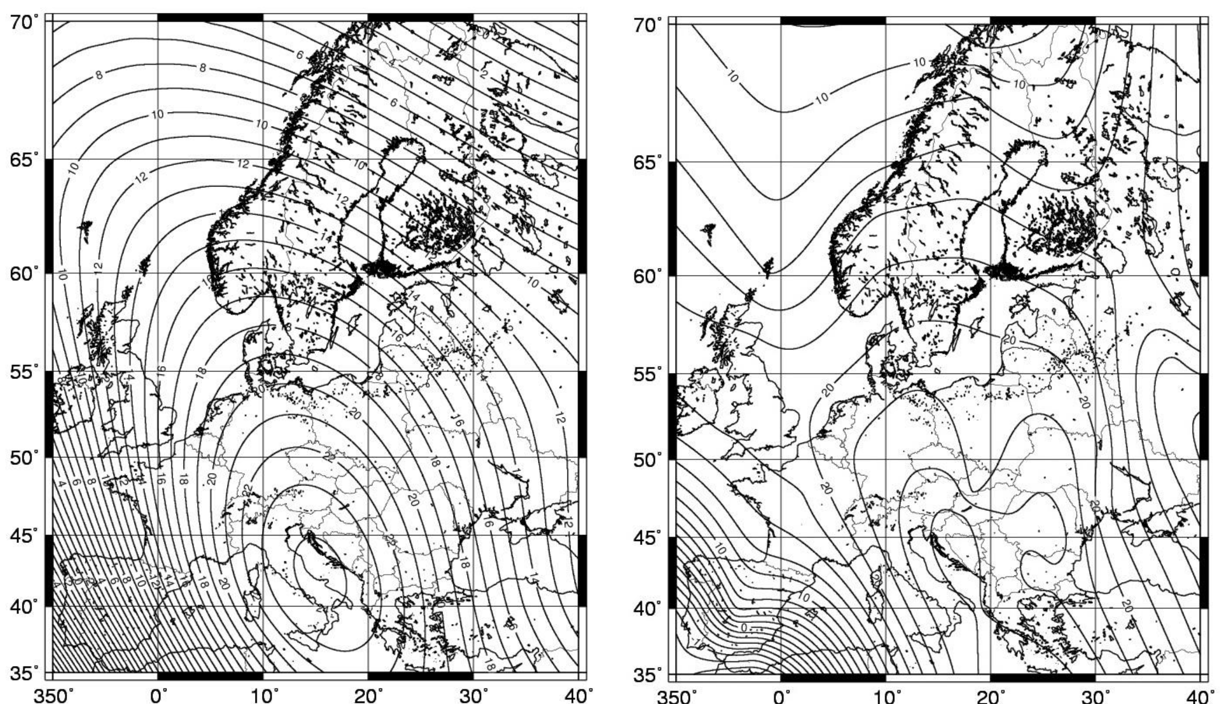


Рис. 1. Віковий хід Z-компоненти геомагнітного поля в 1985–1990 рр. Ліворуч – дані моделі IGRF-10, праворуч – дані магнітних обсерваторій; значення ізопор, нТл/рік.

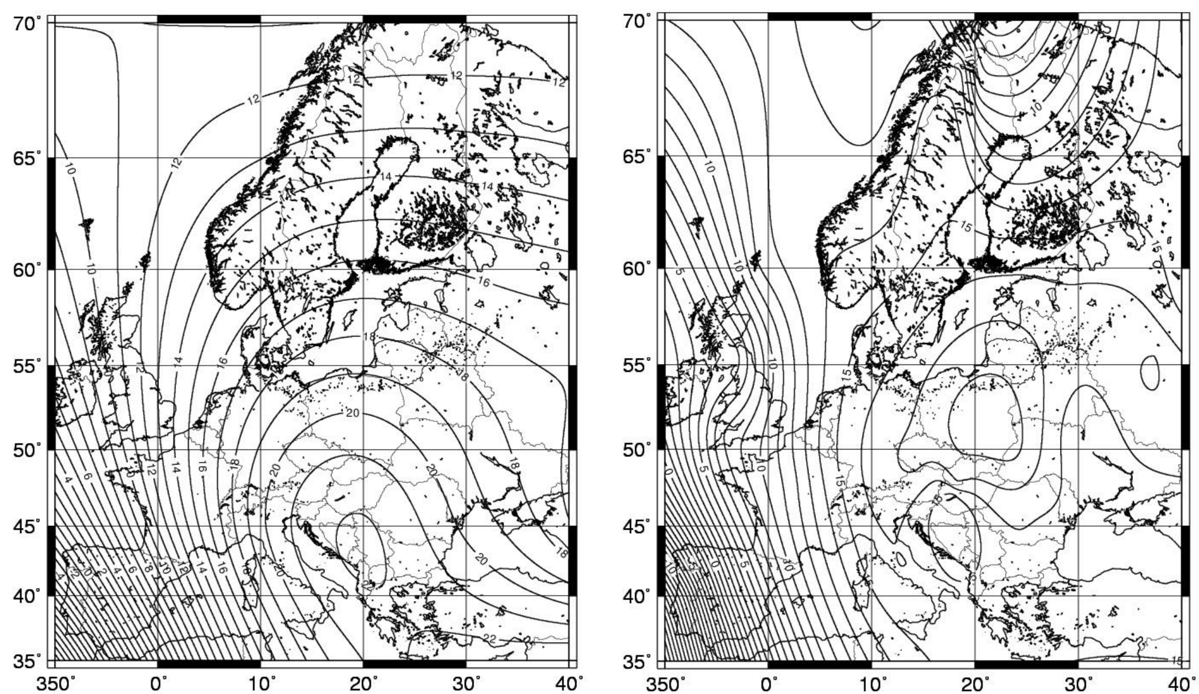


Рис. 2. Віковий хід Z-компоненти геомагнітного поля в 1990–1995 рр. Позначення ті ж, що й на рис. 1.

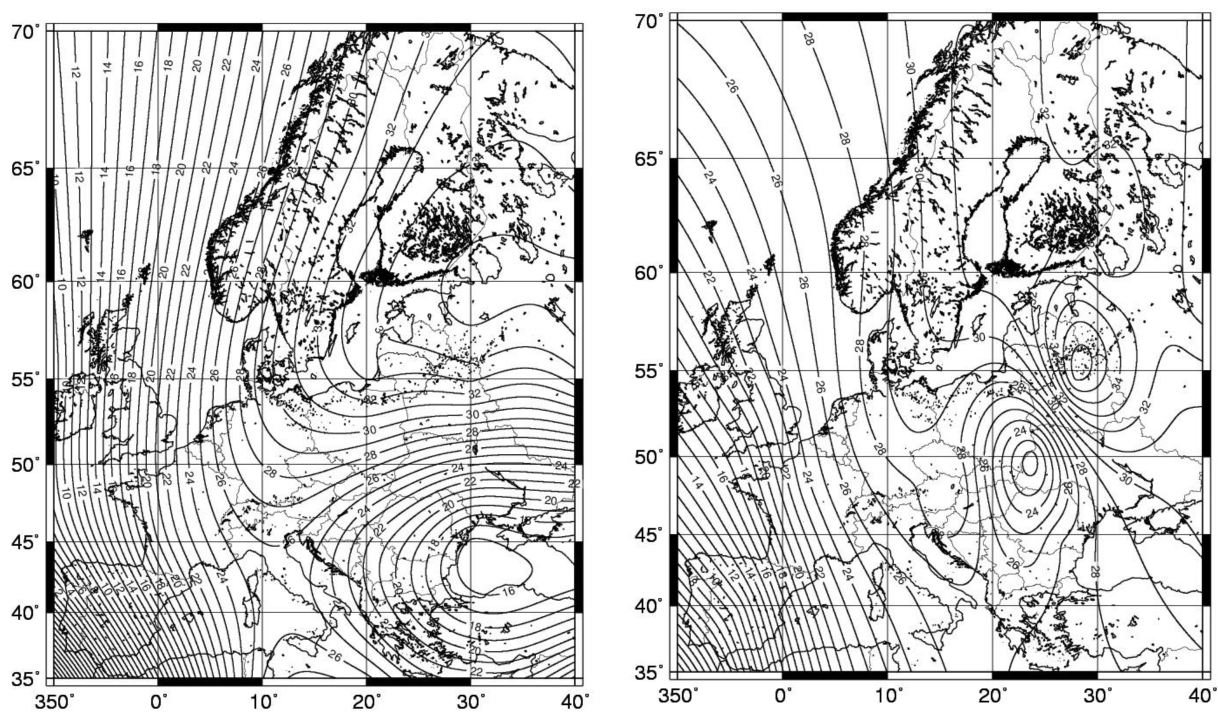


Рис. 3. Віковий хід Z-компоненти геомагнітного поля в 1995–2000 рр. Позначення ті ж, що й на рис. 1.

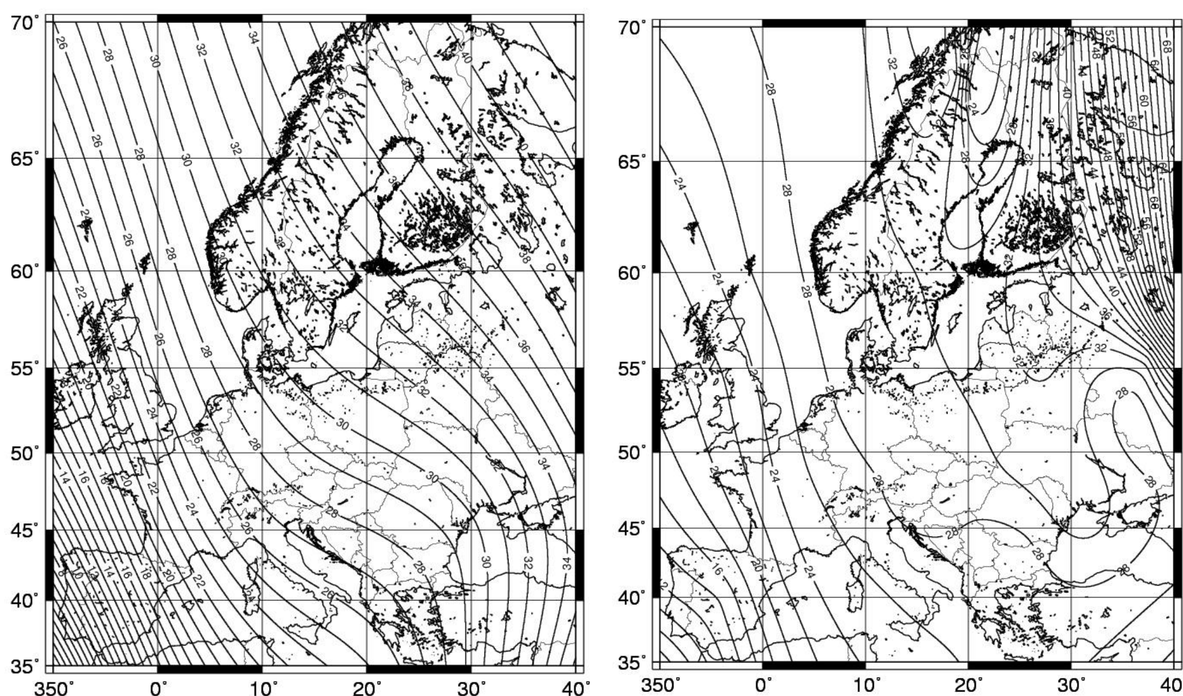


Рис. 4. Віковий хід Z-компоненти геомагнітного поля в 2000–2005 рр. Позначення ті ж, що й на рис. 1.

Отже, у структурі вікового ходу Z-компоненти магнітного поля Землі на території Європи виявлено фокус SV регіонального масштабу, який розпався під кінець XX ст. Час його існування не перевищував 25–30 років. Відповідно до просторових і часових характеристик, цей фокус належить до короткотривалих і пов'язаний з генерацією магнітного поля в земному ядрі. Просторова структура SV Z-компоненти на території Європи в загальних рисах досить добре апроксимована моделлю IGRF-10, водночас для окремих компонент, особливо для магнітного схилення D, є досить суттєві відмінності даних магнітних обсерваторій від результатів, розрахованих з використанням згаданої моделі.

Робота виконана за сприяння Державного фонду фундаментальних досліджень України в рамках наукової теми "Вікові варіації геомагнітного поля в Європі" № Ф28. 6/043.

---

1. *Максимчук В.Ю., Городиський Ю.М., Кузнєцова В.Г.* Динаміка аномального магнітного поля Землі. Львів: Євросвіт, 2001. 308 с
2. *Орлов В.П., Ивченко М.П., Базаржанов А.Д., Коломийцева Г.И.* Вековой ход геомагнитного поля для периода 1960-1965 гг. М.: ИЗМИРАН, 1968. 68 с.

3. *Пушков А.Н.* Вековые вариации геомагнитного поля за данными прямых архео-магнитных и палеомагнитных из-ий//Геомагнитные исследования. 1976. № 17. С. 9–14.
4. www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod
5. www.ngdc.noaa.gov/IAGA/

PECULARITIES OF SPACE-TIME STRUCTURE OF AGE VARIATION OF EARTH MAGNETIC FIELD OVER EUROPE AT THE END OF 20TH – ON THE BEGINNING OF 21TH CENTURIES

V. Maksimchuk, Yu.Horodys'ky, D. Marchenko

Maps of age shifting of geomagnetic field over Europe for four 5-year intervals from 1985 to 2005 year have been built. The maps of Z-component are presented. The focus of age shifting of Z-component, which was broken at the end of 20th century, has been found. It has been concluded that the source of this focus is in liquid nuclear of the Earth.

7

МАТРИЧНИЙ МЕТОД У ЗАДАЧАХ ВИЗНАЧЕННЯ МЕХАНІЗМУ ВОГНИЩА ЗЕМЛЕТРУСУ

Д. Малицький

Карпатське відділення Інституту геофізики ім.С.І.Субботіна НАН України
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua

Дослідження вогнищ землетрусів є одним з найважливіших завдань, які виконує сейсмологія. З погляду математичного моделювання динамічні задачі механіки руйнувань виявилися нерозв'язні класичними методами. Тому постало завдання створити нові підходи, у рамках яких можна розглядати явища поширення розривів у неоднорідних середовищах. Досі тривають дискусії про точкові моделі вогнища. Розвиток обчислювальних методів привів до вдосконалення та узагальнення результатів, що дало змогу визначати параметри джерела, використовуючи метод підбору для багаторазового розв'язування прямої задачі. Використання функцій Гріна допомагає отримати вираз для поля зміщень у будь-якій точці через вектор стрибка переміщень [1]. Ця обставина привела до появи праць, у яких

аналізували хвильове поле для окремих випадків розподілу стрибка переміщень [2]. Зарубіжні та вітчизняні вчені запропонували низку підходів для визначення параметрів джерела [1, 2, 4]. Визначення механізму вогнища дає відповідь на знаходження нодальних площин, одна з яких збігається з площиною розриву у вогнищі. Це відкриває можливості для виконання інших сейсмологічних завдань, зокрема побудови моделей підготовки землетрусів.

Сьогодні механізм вогнища визначають з використанням великої кількості станцій для точкового джерела. Однак точкова модель джерела як у просторі, так і в часі не дає відповіді на важливе питання – наприклад, визначення часової функції джерела (STF). Побудова механізму вогнища і визначення сейсмічного тензора як функції часу є нашою метою. Для виконання завдання використано матричний метод, щоб виконати математичне моделювання хвильових процесів у шаруватих середовищах.

Розглянемо поширення сейсмічних хвиль у шаруватому середовищі зумовлене точковим джерелом у вигляді тензора сейсмічного моменту. Поле переміщень на поверхні в дальній зоні визначене з використанням матричного методу [5]:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^{3} \int_0^{\infty} k^2 \mathbf{I}_i L^{-1} \left[M_i \mathrm{g}_\mathrm{i} \right] dk \,, \; u_\varphi^{(0)} = \sum_{i=5}^{6} \int_0^{\infty} k^2 J_i L^{-1} \left[M_i \mathrm{g}_{\mathrm{i}\varphi} \right] dk \,, \qquad (1)$$

де

$$\mathbf{I}_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}, \qquad \mathbf{I}_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}, \qquad \mathbf{I}_3 = \mathbf{I}_2 \,;$$

$$g_\mathrm{i} = \begin{pmatrix} g_{iz} \\ g_{ir} \end{pmatrix}, \qquad J_5 = J_0, \qquad J_6 = J_1,$$

J_0, J_1 – функції Бесселя; k – горизонтальна компонента хвильового числа; φ_a – азимут;

$$M_1 = M_{xz} \cos\varphi_a + M_{yz} \sin\varphi_a, \; M_2 = M_{zz} \,,$$

$$M_3 = \cos^2\varphi_a \cdot M_{xx} + \sin^2\varphi_a \cdot M_{yy} + \sin 2\varphi_a \cdot M_{xy} \,,$$

$$M_4 = -\cos 2\varphi_a \cdot M_{xx} + \cos 2\varphi_a \cdot M_{yy} - 2\sin 2\varphi_a \cdot M_{xy} \,,$$

$$M_5 = M_{yz} \cos\varphi_a - M_{xz} \sin\varphi_a \,,$$

$$M_6 = \sin 2\varphi_a \cdot M_{xx} - \sin 2\varphi_a \cdot M_{yy} - 2\cos 2\varphi_a \cdot M_{xy} \,;$$

коефіцієнти g визначені з характеристичної матриці середовища [5]; M_{ij} – компоненти тензора сейсмічного моменту.

З використанням аналітично-числового підходу [6] тензор сейсмічного моменту визначений за даними записів на станції у вигляді

$$\mathbf{M} = \mathbf{K}^{-1} \cdot \mathbf{U}_S^{(0)}, \qquad (2)$$

де матриця **К** визначена швидкісною моделлю середовища; $\mathbf{U}_S^{(0)}$ – вектор переміщень, зумовлений прямими P і S хвилями на поверхні середовища. Визначення для тензора **М**, згідно з (2), має єдиний розв'язок як розв'язок системи з шести рівнянь з шістьма невідомими. На практиці матриця **К** є погано зумовленою. Тому використання сейсмічних даних для події, яку зареєструвала більша кількість станцій, приводить до надійнішого результату для сейсмічного тензора.

Нехай для певної події є N станцій, на яких записані сейсмограми для конкретного землетрусу. Тоді для кожної станції запишемо матричне рівняння:

$$\begin{gathered} \mathbf{K}_1\mathbf{M} = \mathbf{U}_{\mathbf{S}1}^{(\mathbf{0})}, \\ \mathbf{K}_2\mathbf{M} = \mathbf{U}_{\mathbf{S}2}^{(\mathbf{0})}, \\ \ldots, \\ \mathbf{K}_N\mathbf{M} = \mathbf{U}_{\mathbf{S}N}^{(\mathbf{0})} \end{gathered} \qquad (3)$$

Система матричних рівнянь (3) є перевизначеною щодо шести компонент тензора **М**. Її перепишемо у вигляді

$$\mathbf{GM} = \mathbf{U}_{\mathbf{S}}^{(\mathbf{0})}, \qquad (4)$$

де матриця $\mathbf{G} = \left(\mathbf{K}_1 \ \cdots \ \mathbf{K}_N\right)^T$ розмірністю 6×6N, тому що кожна з матриць $\mathbf{K}_i$ $(i = 1, N)$ має розмірність 6×6. Вектор $\mathbf{U}_{\mathbf{S}}^{(\mathbf{0})}$ розмірністю 1×6N, оскільки вектор $\mathbf{U}_{\mathbf{S}i}^{(\mathbf{0})}$ (i = 1, N) має розмірність 1×6.

Перевизначена система може бути несумісною, тому зведемо систему лінійних рівнянь (4) до простішого вигляду з квадратною невиродженою матрицею $\tilde{\mathbf{G}}^{*}\mathbf{G}$, помноживши (4) зліва та справа на матрицю $\tilde{\mathbf{G}}^{*}$, яка щодо матриці **G** є комплексно-спряженою та транспонованою:

$$\tilde{\mathbf{G}}^{*}\mathbf{GM} = \tilde{\mathbf{G}}^{*}\mathbf{U}_{\mathbf{S}}^{(\mathbf{0})}. \qquad (5)$$

або

$$\mathbf{M} = (\tilde{\mathbf{G}}^*\mathbf{G})^{-1}\tilde{\mathbf{G}}^*\mathbf{U}_\mathbf{S}^{(\mathbf{0})}. \qquad (6)$$

Матричне рівняння (5) називають нормальним рівнянням [1]. Розв'язок (6) для тензора **M** названо розв'язком узагальненої оберненої задачі. Отже отримано розв'язок для визначення тензора сейсмічного моменту (6), для якого серед усіх можливих розв'язків мінімізується норма

$$\left|\mathbf{U}_\mathbf{S}^{(\mathbf{0})} - \mathbf{GM}\right|^2. \qquad (7)$$

На підставі (6) і (7) доходимо висновку, що розв'язок узагальненої оберненої задачі відповідає методу найменших квадратів. Зазначимо, що розроблений метод є ефективним для слабких місцевих землетрусів, хоча його використання потрібно перевіряти як на тестових прикладах, так і на реальних записах. Крім того, розв'язок (6) дає змогу визначати компоненти тензора сейсмічного моменту як функції часу, тобто в задачі розглядають точкове джерело за просторовими координатами, проте розподіленими в часі.

Механізм вогнища. Визначення сейсмічного тензора й механізму вогнища за розробленою методикою розглянемо на тестовому прикладі. Нехай задано модель середовища: два шари на півпросторі (див. табл.), для якої джерело розміщене на глибині h_s=5000 м (параметри другого і третього шарів однакові). Тензор сейсмічного моменту заданий у вигляді

$$M = \begin{pmatrix} 5{,}0*10^{14} & -1{,}4*10^{14} & -7{,}0*10^{14} \\ -1{,}4*10^{14} & 4{,}52*10^{14} & -8{,}3*10^{14} \\ -7{,}0*10^{14} & -8{,}3*10^{14} & -9{,}52*10^{14} \end{pmatrix}. \qquad (8)$$

Часова часова функція STF(t) як функція часу в джерелі зобр. на рис. 1.

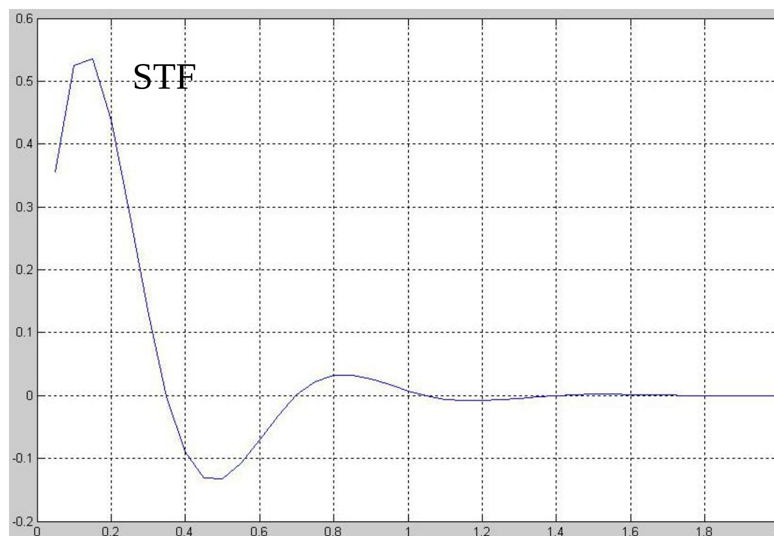
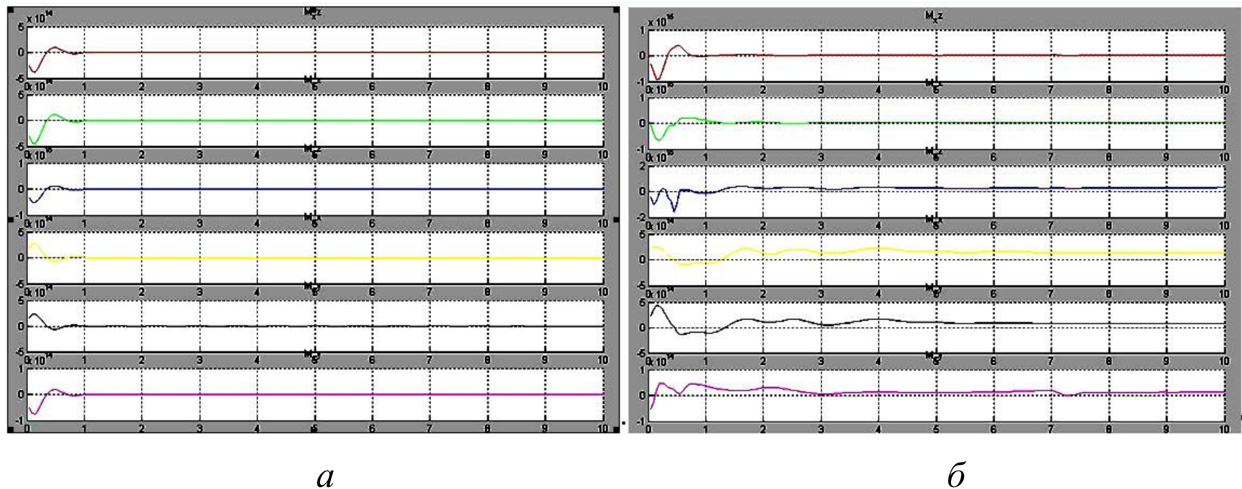


Рис.1. Часова функція джерела STF(t) у вигляді загасальної синусоїди

Відповідно, кожна компонента сейсмічного тензора має вигляд, як показано на рис. 2, *а*.



а *б*

Рис. 2. Компоненти тензора сейсмічного моменту як функції часу: *а* – пряма задача; *б* – обернена задача.

З рис. 2, *а* визначено час, протягом якого відбувалася подія: t_s=0,7 с. Нехай є шість станцій, які записали подію. На рис. 3 показано розміщення сейсмічних станцій щодо землетрусу на різних епіцентральних відстанях. Нехай модель середовища однакова для всіх шести станцій.

Модель середовища: два шари на півпросторі

Номер шару	V_P, м/с	V_S, м/с	*H*, м	ρ, кг/м^3
1	3540	2044	3000	2,1*10^3
2	4930	2846	2000	2,4*10^3
3	4930	2846	∞	2,4*10^3

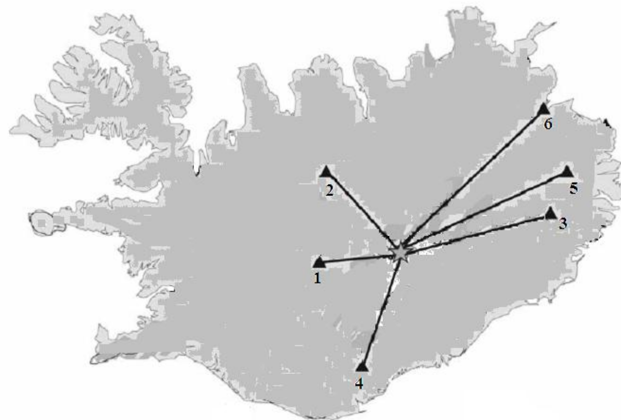


Рис. 3. Розташування шести сейсмічних станцій на відстанях 20, 30, 40, 50, 60, 70 км від епіцентру.

На рис. 4, *а* показані синтетичні сейсмограми в декартовій системі координат, отримані внаслідок розв’язування прямої задачі (1), і механізм вогнища для тензора (8). Унаслідок розв’язування оберненої задачі за запропонованою методикою з використанням співвідношень (6–7) визначено компоненти тензора сейсмічного моменту як функції часу, які зображені на рис. 2, *б*, а також час тривалості події в джерелі. На рис. 4, *б* побудовані сейсмограми на шести станціях і механізм вогнища з використанням розв’язку оберненої задачі для тензора на рис. 2, *б*. Порівнюючи механізм вогнища, отриманий за результатами розв’язання оберненої задачі (див. рис. 4, *б*) з вихідним механізмом вогнища (див. рис. 4, *а*) доходимо висновку, що запропонована методика відображає процеси, які відбуваються в джерелі, зокрема, визначено час тривалості події. Зазначимо, що використання більшої кількості станцій дає надійніший результат. Крім того, важливо мати добрі записи та швидкісну модель середовища.

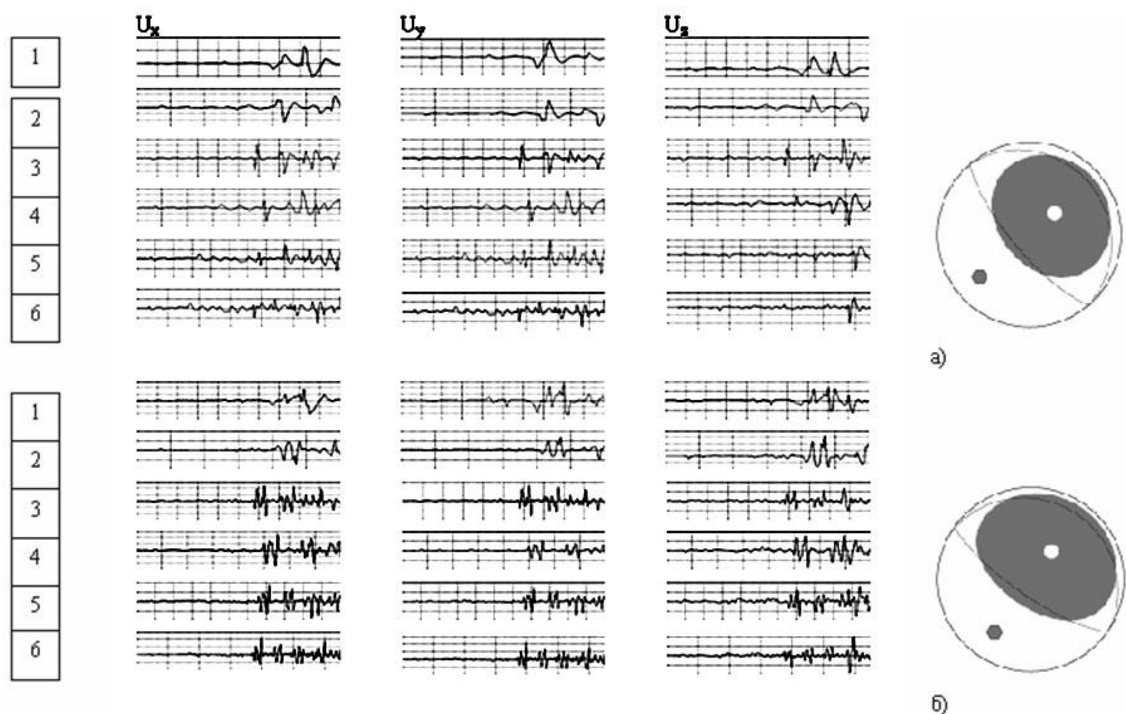


Рис. 4. Синтетичні сейсмограми на шести станціях і механізм вогнища за результатами: *а* – прямої задачі, *б* – оберненої задачі.

Отже, розроблено методику визначення механізму вогнища за результатами розв'язування оберненої задачі з використанням матричного методу. Використання більшої кількості станцій дає надійніший результат для визначення тензора сейсмічного моменту. Запропоновану методику використовують для слабких сейсмічних подій і для невеликих епіцентральних відстаней. Інші випадки потрібно додатково досліджувати на реальних записах. З використанням розв'язку для сейсмічного тензора визначено часову функцію джерела і час тривалості події у вогнищі.

---

1. *Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология: Теория и методы. М.: Мир, 1983. Т. 1,2.
2. *Молотков Л.А.* Матричный метод в теории распространения волн в слоистых, упругих и жидких средах. М.: Наука, 1984. 880 с.
3. *Пустовитенко Б.Г.* Форосское землетрясение 18 октября 1998 года, Mc=4,3, Io=5 (Крым) // Землетрясения Северной Евразии в 1998 году. Обнинск: ГСРАН, 2004. С. 240–248.
4. *Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А.* Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. Киев: Наук. думка, 1990. 252 с.
5. *Малицький Д.В., Муйла О.О.* Моделювання хвильових полів, збурених ефективно–точковою дислокацією // Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геол. 2007. Вип. 41. С.25–29.
6. *Малицький Д.В.* Аналітично–числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту // Геоінформатика. 2010. Т 1. С. 79–86.

MATRIX METHOD IN PROBLEMS OF DETERMINATION OF MECHANISM OF FOCUS EARTHQAKES

D. Malytskyy

The method of determination of mechanism of focus earthquakes by means of solving the inverse problem using matrix method is developed. Use of more stations gives more reliable result for determination of tensor of seismic moment. Proposed method is used for weak seismic events and for not large focus distances.

7

АНАЛІЗ МІНЛИВОСТІ ГЕОФІЗИЧНИХ ПОЛІВ У ГЕОЛОГІЧНОМУ РОЗРІЗІ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ПЕРЕДГІР'Я УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Р. Морошан, Х. Заяць

Львівське відділення УкрДГРІ, вул. Пасічна, 38[а] м. Львів, Україна
E-mail: moroshan@ukrdgri.lviv.ua

Центральна частина передгір'я Українських Карпат, через яку проходить побудований нами (рис. 1) регіональний сейсмічний профіль МСГТ РП-3 за напрямом Перегінськ–Калуш–Галич, перетинає з південного сходу на північний захід частково Скибовий, Бориславсько-Покутський та Самбірський покриви Українських Карпат, Косівсько-Угерську підзону Більче-Волицької зони та Волино-Подільське закінчення Східноєвропейської платформи.

Скибовий та Бориславсько-Покутський покриви – це система структур, які нагромаджені одна на одну у формі багатоярусної споруди. Самбірський покрив насунутий на автохтонні утворення Більче-Волицької зони.

Розмита поверхня автохтонних мезозойсько-палеозойських відкладів монотонно занурюється в південно-західному напрямі. Регіональні порушення у фундаменті (Калуський, Краковецький, Передкарпатський) розбивають його на блоки, які сходинкоподібно опускаються під тектонічні покриви алохтонної частини Карпат. На схилах виступів ерозійної поверхні спостерігають перспективні антиклінальні та напівантиклінальні структури у міоценових відкладах.

У межах досліджуваної ділянки передгір'я Українських Карпат у минулі роки проведені Західноукраїнською геолого розвідувальною експедицією Державної геологічної служби ("Укргеофізика") регіональні геофізичні дослідження: сейсмометрії КМЗХ-ГСЗ (профілі РП-XXIII, ІГ-III, РП-XXII, СГ-1-67) та МСГТ (регіональний профіль Р-3 Перегінськ–Калуш–Галич), гравіметрії, магнітометрії та електрометрії МТЗ.

Матеріали КМЗХ та МТЗ дали змогу у відділі геофізичних досліджень ЛВ УкрДГРІ побудувати картосхему ефективних швидкостей ($V_{еф}$), та

інтервальних питомих електричних опорів (ρ) до глибини мінус 5 000 м (див. рис. 1).

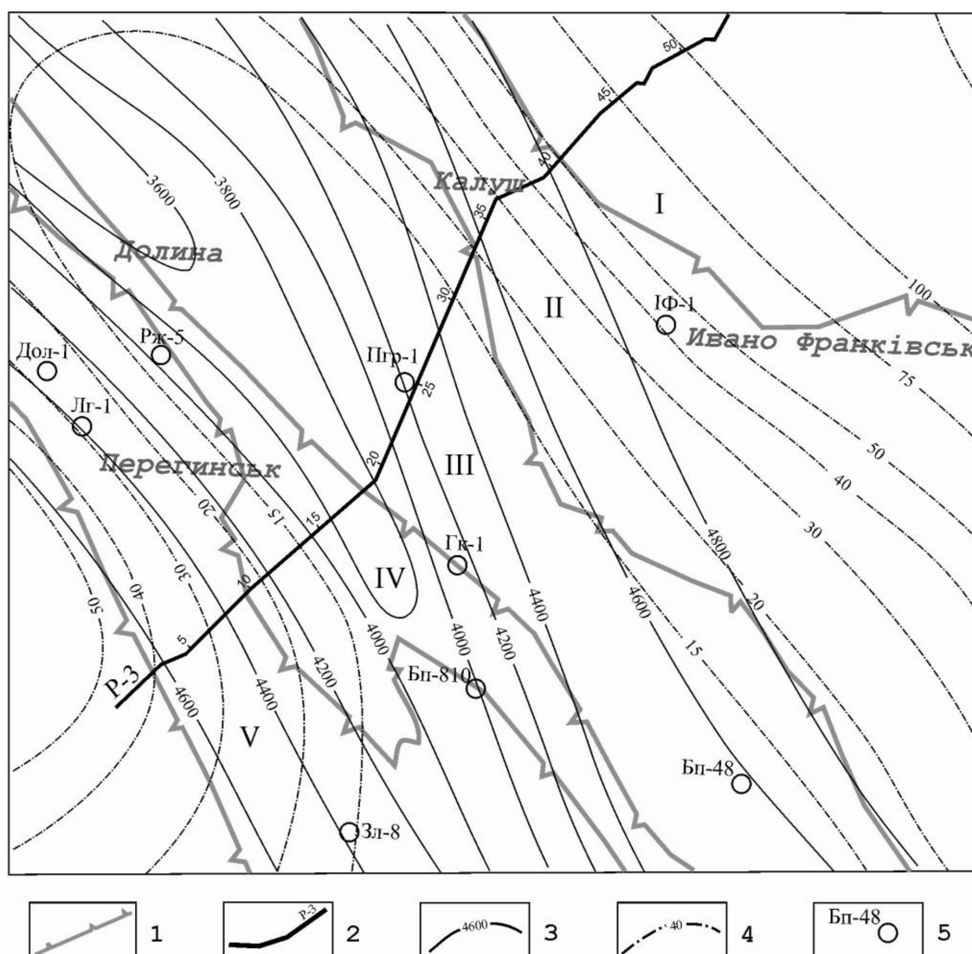


Рис.1. Картосхема ефективних швидкостей (3) та інтервальних питомих електричних опорів (4) центральної частини передгір'я Українських Карпат

1 - границі структурно-тектонічних зон: I - Східноєвропейська платформа, II - Більче-Волицька зона, III - Самбірський покрив, IV - Бориславсько-Покутський покрив, V - Скибовий покрив; 2 - геотраверс РП-3, 5 - свердловини глибокого буріння

Ізолінії ефективних швидкостей 3 (3 800–4 200 м/с) та ρ 4 (15–20 Ом·м) змінюються в південно-західному напрямі згідно з простяганням меж структурно-тектонічних зон.

Електричний опір (рис. 2) закономірно зменшується від 150 до 50 Ом·м у межах Східноєвропейської платформи, досягаючи мінімуму 10–40 Ом·м у Передкарпатському прогині, і збільшується до 75 Ом·м у межах покривів Карпат. Ізолінії однакових значень ефективних швидкостей зменшуються від 4 800 до 4 600 м/с в межах Східноєвропейської платформи і до 3 600 м/с у

Передкарпатському прогині. На переході до покривів Карпат значення ефективний швидкостей знову збільшуються до 4 600 м/с.

Сумарний аналіз картосхеми на зрізі мінус 5000 м та одержаної нами глибинної моделі (до 9000 м) геологічного розрізу Р-3 (див. рис. 2) дає змогу простежити кореляційні взаємозв’язки геологічної будови та мінливості геофізичних полів.

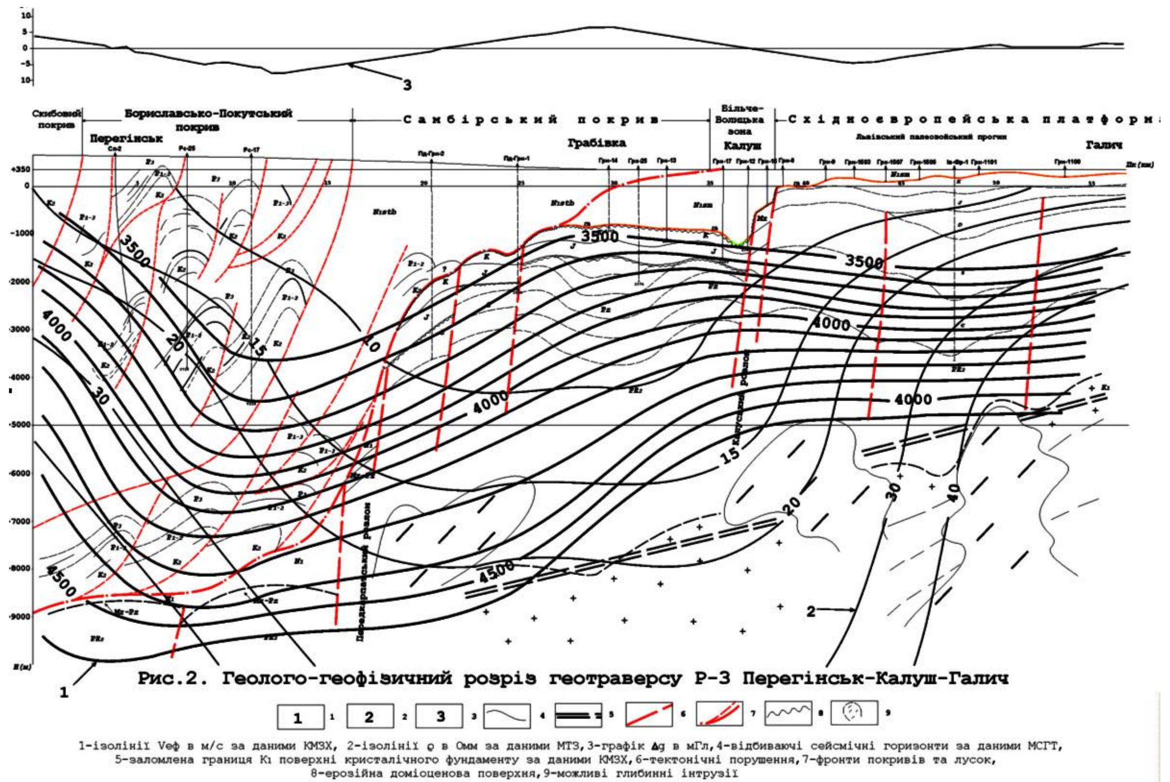


Рис.2. Геолого-геофізичний розріз геотраверсу Р-3 Перегінськ-Калуш-Галич

Тенденції розподілу геофізичних параметрів ефективних швидкостей за даними КМЗХ (м/с), інтервальних опорів за даними МТЗ (Ом·м) та графіка різницевих аномалій поля сили тяжіння (мГл) до глибини 3 км (див. рис. 2) узгоджуються з поширенням у геологічному розрізі літологічних комплексів та напрямами смуг структурно-тектонічних зон. Спостережений мінімум значень ефективних швидкостей та аномалій сили тяжіння відповідають межам залягання в геологічному розрізі міоценових відкладів, перспективи нафтогазоносності яких доведені бурінням. Мінімум інтервальних опорів охоплює, крім міоценового прогину, палеозойські відклади Східноєвропейської платформи, наявність яких у платформному заляганні за одержаною моделлю геотраверсу Р-3 (див. рис.2) ми прогнозуємо в геологічному розрізі автохтону Більче-Волицької зони.

З мінімумами потенційних полів пов’язані зони розущільнення геологічного розрізу, які можна зачислити до перспективних на пошуки нафтогазоносних об’єктів.

Залучення інформації про мінливість геофізичних полів у геологічному розрізі дає змогу з урахуванням структурного фактора виділяти у Передгір’ї Українських Карпат перспективні на пошуки вуглеводнів смуги та прогнозувати напрями геолого розвідувальних робіт.

ANALYSIS OF GOPHYSICAL FIELDS IN GEOLOGICAL SECTION OF CENTRAL PART OF FOOTHILL OF UKRAINIAN CARPATHIANS

R. Moroshan, Kh. Zayats’

Information about geophysical fields in geological section allows to distinguish the hydrocarbons prospective zones at foothill of Ukrainian Carpathians and to forecast the directions of geological exploration.

7

СТАН І ДИНАМІКА МАГНІТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛІ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ

М. Орлюк, Т. Сумарук, А. Роменець

Інститут геофізики ім..С.І.Субботіна НАН України, Київ

E-mail: orlyuk@igph.kiev.ua

Квазістаціонарне магнітне поле Землі (МПЗ) є одним із визначальних геофізичних чинників щодо процесів у різних оболонках та планети загалом. Багато явищ у магнітосфері, іоносфері, атмосфері та біосфері зумовлено станом магнітного поля та геомагнітною активністю, тому їхня оцінка та прогноз є надзвичайно актуальними.

Просторово-часова структура індукції магнітного поля Землі *B* визначена сумою полів від різних джерел:

$$B = B_н + B_а + B_з + \delta B_в ,$$

де $B_н$ — нормальне (головне) поле Землі, що генерується процесами в рідкому ядрі та на межі з мантією і яке визначає глобальну просторову та часову структуру поля планети; $B_а$ — аномальне магнітне поле (поле літосфери), зумовлене, головно, намагніченістю порід; $B_з$ — зовнішнє поле, зумовлене впливом сонячного та космічного випромінюваня і магнітних полів Сонця та навколоземного простору; $\delta B_в$ — поле варіацій.

Просторова структура аномалій модуля індукції магнітного поля ΔB території України, за даними наземних та аерознімань, має надзвичайно складний характер. Розміри та інтенсивність аномалій залежать від геологічної будови земної кори та наявності магнітних джерел, зумовлених зазвичай залізистими мінералами.

Безперервну реєстрацію індукції МПЗ та її північної Bx, східної By і вертикальної Bz компонент виконують геомагнітні обсерваторіями (ГО). На території України тривалий час функціонує три ГО: “Київ”, “Львів” та “Одеса”. За даними спостережень та інтерпретації з’ясовано, що найбільш суттєво змінилося головне МПЗ, зокрема, для території України в середньому $Bн$ =1200 нТл за останні 50 років. Це поле надалі ми використали для оцінки підмагнічувального ефекту в вікові варіації магнітного поля (SV).

Розглянемо довготривалі зміни поля вікових варіацій (SV). Величину SV визначають як різницю між послідовними середньорічними значеннями трьох ортогональних компонент та повної напруженості геомагнітного поля, що безперервно спостерігають на магнітних обсерваторіях. У разі розрахунку таких різниць допускають, що варіації поля з періодами менше одного року, генеровані зовнішніми джерелами і є знакозмінними, автоматично виключені. Однак варіації геомагнітного поля, генерованого кільцевим магнітосферним струмом, які відображені в горизонтальній (BH) та вертикальній (Bz) складових поля, завжди одного знака. Тому в магнітоактивні роки BH компонента завжди менша, а Bz компонента – завжди більша, ніж у спокійні роки. Такий же ефект дає сонячно-добова Bs-варіація. Внаслідок впливу зовнішніх джерел вікові варіації SV, отримані за середньорічними значеннями, будуть уміщати компоненти, пов’язані з сонячною і, відповідно, магнітною активностями.

Змінне магнітне поле від зовнішніх джерел індукує в провідних шарах Землі струми, магнітне поле яких накладається на дипольне поле. Отже,

середньорічні значення напруженості геомагнітного поля та його компонент, окрім дипольного поля, містять складові від зовнішніх джерел, а також від величини "підмагнічувального" ефекту та індукційних струмів у провідних шарах Землі. Розділити поле на складові від кожного джерела – надзвичайно актуальне завдання.

Геомагнітні обсерваторії України "Київ", "Львів", "Одеса" розміщені в регіонах з різною геологічною будовою, що відображене в інтенсивності магнітного поля. ГО "Київ" розташована в районі слабко інтенсивної Київської регіональної магнітної аномалії ΔB=85 нТл, ГО "Львів" – на периферії інтенсивної Львівської аномалії ΔB=250 нТл, а ГО "Одеса" – у градієнтній зоні Одеської аномалії ΔB=–20 нТл. Отже, треба очікувати різних значень "підмагнічувального" та індукційного полів у підстильних шарах обсерваторій.

Для виділення компонент, пов'язаних із зовнішніми та внутрішніми джерелами, потрібно від середньорічного значення поля на конкретній обсерваторії відняти його дипольну частину, генеровану струмами на межі ядро–мантія. Значення дипольного поля *BIGRF*, а також усіх компонент МПЗ обчислено за моделлю IGRF 1945-2010 Model Coefficients 2010.

Одержану різницю потрібно розділити на дві частини: одна – від зовнішніх магнітосферних та іоносферних струмів, друга – від підмагнічування магнітних джерел і струмів у підстильних шарах. Вплив зовнішніх джерел на середньорічні значення геомагнітного поля найліпше відображений у горизонтальній *BH*-компоненті, вплив внутрішніх джерел – у вертикальній *BZ* та повній *B* компонентах поля.

Внесок зовнішніх джерел для всіх обсерваторій оцінено за допомогою різниці середньорічного значення за всі дні та за спокійними днями (BH–BS_q).

Сьогодні для ГО "Київ", "Львів" та "Одеса" з використанням нового критерію оцінки збуреності МПЗ розраховано аномалії внаслідок "підмагнічу вального" ефекту в аномаліях *SV* завдяки зміні поля, що намагнічує породи. Це випливає з того, що у разі зумовленості сумарної намагніченості породи індуктивною компонентою $I_i = \chi H$, співвідношення $\Delta D=(B–Bn)/2Bn=\Delta B/2Bn$ повинне бути сталим для будь-якого часового інтервалу. Розрахунки засвідчили, що ця компонента поля за останні 50 років становить: -0,75 нТл для ГО "Одеса", 2,25 нТл для ГО "Київ" та 6,3 нТл для ГО "Львів".

Отже, оцінено просторово-часову структуру МПЗ на території України за останні 50 років, запропоновано методику оцінки внеску зовнішніх та внутрішніх джерел в аномалії вікового ходу та отримано перші числові оцінки за даними українських обсерваторій.

STATE AND DYNAMICS OF MAGNETIC FIELD OF EARTH ON THE TRRITORY OF UKRAINE

M. Orlyuk, T. Sumaruk, A. Romanets'

Space and time structure of quasi-stationary magnetic field of Earth on the territory of Ukraine during last 50 years has been estimated. The method of estimation of contribution of external and internal sources into anomalies of age shift is proposed, the numeric estimations from Ukrainians observatories are obtained for the first time.

7

МЕТОДИ МОДЕЛЮВАННЯ ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ ГОЛОВНОГО ГЕОМАГНІТНОГО ПОЛЯ ТА ЙОГО ВАРІАЦІЙ

О. Павлюк
Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, Україна
Email: oks_pavlyuk@yahoo.com

Для опису спостережуваного геомагнітного поля та його варіацій пропонують різні моделі глобального та регіонального масштабів. Серед глобальних моделей часто використовують Міжнародну модель головного геомагнітного поля (IGRF), яку на кожні 5 років розробляє Міжнародна асоціація магнетизму й аерономії, або Світову модель магнітного поля (WMM), розробкою якої займаються спільно Національний геофізичний центр даних (NGDC, Боулдер Со, США) та Британська геологічна служба (BGS, Единбург, Шотландія) під керівництвом силових відомств цих країн. З математичного погляду глобальні моделі є сферично-гармонічним

зображенням головного магнітного поля Землі. Сьогодні в моделі IGRF-11 розраховані коефіцієнти розкладу до 13 порядку [1].

Мета сучасного регіонального моделювання — опис геомагнітного поля на ділянці земної поверхні, який забезпечує ліпше просторове розділення локального поля на окремій території з високою густотою даних.

Серед регіональних методів моделювання у літературі згадують такі [2–6]: сферично-гармонічний аналіз, поліноміальний, прямокутний гармонічний аналіз, сферичний кеп-гармонічний аналіз та його модифікації.

Класичною методикою опису геомагнітного поля в просторі без джерел є сферично-гармонічний аналіз, який зображає просторову структуру потенціалу геомагнітного поля у вигляді усіченого розкладу за сферичними гармоніками ряду Фур'є, залежними від довготи, та поліномами Лежандра, залежними від косинуса широти. Однак сферично-гармонічне наближення найкорисніше у зображенні глобального геомагнітного поля та його варіацій, коли дані спостережень розподілені більш-менш рівномірно по всій сфері. Проте на обмеженій території поліноми Лежандра та тригонометричні функції не є вже найзручнішими базовими функціями для побудови потенціальної моделі [3–5]. Сферично-гармонічна модель не відтворює регіональних особливостей поля. Виникає потреба розробити регіональну модель геомагнітного поля на заданій території. Особливо інтенсивно такі роботи ведуть у Європі, Північній Америці, Японії та на Далекому Сході, де добре розвинута мережа спостережень і накопичена велика база даних вимірювань поля.

Найпростішими регіональними моделями поля є різні поліноміальні розклади по широті і довготі. Наприклад [2]:

$$E(\varphi,\lambda) = a_0 + a_1\varphi + a_2\lambda + a_3\varphi^2 + a_4\lambda^2 + a_5\varphi\lambda, \qquad (1)$$

де $E(\varphi,\lambda)$ — загальне позначення будь-якої компоненти магнітного поля; φ — широта; λ — довгота; a_i — невідомі коефіцієнти, які підбирають за допомогою методу найменших квадратів на підставі даних спостережень.

Недоліком таких моделей є те, що змодельовані за їхньою допомогою потенціали поля не є розв'язками рівняння Лапласа, а отже, не описують фізичної природи поля. Інший недолік той, що отримані вирази не залежать від радіальної змінної r, а тому не дають змоги зробити екстраполяцію на довільну висоту над поверхнею. Незважаючи на ці недоліки, поліноміальна

модель досить корисна і завдяки простоті часто вживана, наприклад, коли потрібно відстежити наявність аномалій.

Протягом декількох останніх десятиліть запропоновано нові регіональні методики опису геомагнітного поля, у яких поле відображено градієнтом скалярного потенціалу. Прикладами таких методик є прямокутний гармонічний аналіз [6], у якому використовують прямокутну систему координат замість сферичної, та сферичний кеп-гармонічний аналіз [2–6], головна ідея якого — це розклад магнітного потенціалу в змінних сферичної системи координат у два ряди за базовими функціями, які задовольняють рівняння Лапласа в межах вибраної ковпакоподібної області, виокремленої колом певного радіуса на сфері.

Кеп-гармонічний аналіз (SCHA) уперше запропоновано 1985 р. для моделювання поля в районі Північного полюса, тобто регіон моделювання — це ковпак, обмежений тілесним кутом, половина якого становить θ_0, іншими словами, φ змінюється в межах від 0 до 2π, а λ — від 0 до θ_0. У підсумку отримали крайову задачу, граничні умови якої підбирають так, щоб можливити розклад потенціалу в рівномірно збіжний ряд за базовими функціями в межах запропонованої області.

Загальний розв'язок цієї задачі має вигляд

$$U(r,\theta,\lambda) = R_E \sum_{k=0}^{K_{\max}} \sum_{m=0}^{k} \left(\frac{R_E}{r}\right)^{n_k+1} \left(g_k^m \cos m\lambda + h_k^m \sin m\lambda\right) P_{n_k}^m(\cos\theta). \qquad (2)$$

Потенціал U залежить від радіальної змінної r, доповнення до географічної широти (колатітуди) θ та від довготи λ; R_E — середній радіус Землі; g_k^m, h_k^m — коефіцієнти розкладу; $P_{n_k}^m$ — приєднані функції Лежандра з нецілим степенем n_k та цілим порядком m. Дробове значення степеня означає, що $P_{n_k}^m$ не є більше поліномами зі скінченною лінійною комбінацією степенів. Вони утворюють ортогональний базис не у всьому просторі, а лише в межах виділеного підпростору.

Серед очевидних переваг цього методу те, що потенціал поля є розв'язком рівняння Лапласа і те, що вдається зменшити фальшиві значення на краях області. Серед недоліків виділяють [5, 6]: 1) значну громіздкість пошуку коефіцієнтів розкладу, 2) через дробове значення n_k втрачено зміст поняття про мультиполь, 3) показник степеня n_k пов'язаний з довжиною

хвилі, яку відображає відповідна гармоніка, і для малих розмірів ковпака, виявляється, довжина хвилі становить близько 2 700 км, тобто сферичні гармоніки для малого ковпака не відображають явищ у земному ядрі.

Ті ж самі методи використовують для аналізу вікових варіацій поля. До моделювання вікових варіацій існує два підходи: 1) або моделювати значення кожної компоненти поля в задані епохи окремо, а потім різницю між двома послідовними значеннями поля ділити на відповідний часовий інтервал, 2) або моделювати часові похідні від потенціалу.

Сьогодні ведуть дискусії про доцільність і межі використання того чи іншого методу, а також пропонують різні модифікації цих методів. З аналізу літературних джерел [5–7] можна зробити висновок, що сферичний кеп-гармонічний аналіз ліпше описує аномальне геомагнітне поле і може бути хорошим методом також для головного поля, однак потребує врахування більшої кількості коефіцієнтів розкладу, ніж інші регіональні методи, що поряд із математичною громіздкістю робить його менш привабливим для дослідників. Існує також думка [6], що можна просто перераховувати коефіцієнти у звичайній сферично-гармонічній моделі, враховуючи дані для заданої території і вносячи поправку до IGRF моделі.

---

1. *Macmillan S., Maus S.* International Geomagnetic Reference Field — the tenth generation // Earth Planets Space. 2005. Vol. 57. P. 1135–1140.
2. *De Santis A., Chiappini M., Dominici G., Meloni A.* Regional geomagnetic field modelling: the contribution of the Instituto Nazionale di Geofisica // Annali di Geofisica. 1997. Vol. 40. P. 1161–1169.
3. *Verbanac G.* Regional modelling of European magnetic observatory data: search for the secular variation anomalies// www.gemsys.ca/students/Verbanic_G_Regional_Modeling.pdf
4. *Verbanac G.* On regional modelling of the main geomagnetic field // Geofizika. 2007. Vol. 24. N 1. P. 1–27.
5. *Korte M., Haak V.* Modelling European magnetic repeat station and survey data by SCHA in search of time-varying anomalies // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. Vol. 122. P. 205–220.
6. *De Santis A., Falcone C., Torta J. M.* SHA vs. SCHA for Modelling Secular Variation in a Small Region Such as Italy // J. Geomag. Geoelectr. 1997. Vol. 49. P. 359–371.
7. *Düzgit Z., Malin S. R.* Assessment of regional geomagnetic field modelling using a standard data set: spherical cap harmonic analysis // Geophys. J. Int. 2000. Vol. 141. P. 829–831.

SPATIAL MODELING METHODS OF THE MAIN GEOMAGNETIC FIELD AND ITS VARIATIONS

O. Pavlyuk

The most common spatial modeling techniques of the main geomagnetic field and its variations are considered. A range of using, a capability, advantages and limitations of such techniques as a polynomial method, spherical harmonic and spherical cap harmonic analyses of geomagnetic data are showed.

7

ФУНДАМЕНТАЛЬНИЙ ПІДХІД ДО ОБЕРНЕНИХ ЗАДАЧ ФІЗИКИ ЗЕМЛІ

В. Фурман

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, м. Львів, 79005.
E-mail: fourman@franko.lviv.ua

Розвиток фундаментальних основ фізики Землі та геофізичних моделей сприяє застосуванню цілого класу різноманітних прикладних задач, що виникають у разі освоєння підземного простору. Прямі обернені методи, які ґрунтуються на виборі області параметрів, уникають обмеження лінеаризації, у них є лише одна вимога, щоб можна було оцінити модель на узгодження з даними. Важливий аспект фізичних наук – зробити висновки про фізичні параметри з даних. Загалом закони фізики забезпечують спосіб розрахунку значень даних для заданої моделі. Це – пряма задача. В оберненій задачі намагаються реконструювати модель з набору вимірювань. В ідеальному випадку існує точна теорія, що визначає, як треба опрацьовувати дані для того, щоб відтворити модель. Моделювання динамічних процесів, що відбуваються в неоднорідному геофізичному середовищі після збудження зовнішніми та внутрішніми полями різної фізичної природи (поверхневими і заглибленими сейсмічними джерелами коливань, припливними силами,

хвильовими процесами в атмосфері, техногенними процесами тощо), пов'язане з потребою врахування всіх особливостей складної будови досліджуваних реальних геологічних структур.

Фізичні та механіко-математичні моделі хвильових процесів у неоднорідному геофізичному середовищі широко застосовують для розв'язування прикладних задач геофізики, геомеханіки та сейсмології. Неоднорідність і несуцільність геологічних середовищ є причиною концентрацій амплітуди хвильових полів на малих дефектах структури. Сильна нелінійність фізичних властивостей гірських порід виявляється під час поширення слабких сигналів – сейсмічних і електромагнітних. Набір невідомих величин – це модельний вектор у просторі параметрів. Здебільшого використовують просту скалярну незбіжність для вимірювання розбіжності між спостереженнями і теоретичними передбаченнями з моделі. Функція неузгодження формує багатовимірний "рельєф", крізь який повинен пройти алгоритм. Зазвичай неоднозначність задачі і наявність помилок у даних означає таке: якщо модель узгоджується з даними, то необмежена кількість моделей узгоджуватиметься з цими даними.

У прямому методі збиранням даних обійти неоднозначність задачі можна повністю шляхом пошуку всіх класів моделі, що узгоджуються зі спостереженнями. Друга стадія оберненості полягає в отриманні інформації про параметри моделі шляхом вивчення цього повного класу потенційних розв'язків. Наприклад, цього можна досягти, якщо спробувати визначити властивості характеристик, розділених всіма задовільними моделями, які отримані на стадії пошуку. На практиці більшість задач охоплює велику кількість невідомих величин (десятки–тисячі параметрів), і навіть у разі грубої дискретизації кожної параметричної осі це швидко веде до астрономічної кількості реальних моделей, інколи до десяти тисяч. У цих випадках неможливо відібрати всі моделі, а тому пошук задовільного опису, який ґрунтується на випадковій (стохастичній) вибірці, є завжди ефективнішим. Якщо ціна розрахунку функції неузгодження велика і розмірність простору висока, то дуже важко порушувати питання про аналіз похибок, неоднозначності й компромісів між невідомими. Часто це зводиться тільки до пошуку найліпших даних, які узгоджують модель та оцінки похибок, використовуючи лінеаризацію, щоб найліпше працювати на стадії

оберненості “аналізу похибок” (або які гіпотези перевіряти) у випадках, коли прийнятними є прямі методи.

Ніяка обернена задача не є повною без опису класу моделей, що не заперечує дані; це називають задачею оцінки. Нелінійність ускладнює задачу оцінки. Перша причина цього та, що врахування нелінійної похибки є важкою задачею; друга причина – для деяких нелінійних задач модельні параметри впливають на метод, яким у моделі задають дані. Усі процеси в геосферах, у тому числі в земній корі, можливі завдяки енергії від потоку сонячної енергії, роботі приливних сил та власному гравітаційному потенціалу. Планета загалом споживає стільки енергії, скільки зможуть освоїти її структурні утворення. Структури геосфер регулюють потоки енергії, і цю функцію вони виконують шляхом зміни речовинного складу, своєї структури і підтримки внутрішнього руху. Ці структури забезпечують також динамічну рівновагу між припливом, поглинанням і релаксацією механічної енергії в системах земної кори. Доцільно виділити проблеми, вирішення яких пов’язано з розвитком фундаментальних досліджень земної кори [3, 4]. Складові частини цієї проблеми такі:

– розроблення нового розділу геомеханіки та геодинаміки – розвиток повільних рухів у структурах земної кори. Ці рухи супроводжуються дезінтеграцією середовища і характеризовані стійкими режимами деформування. Суть тут полягає в тім, що природні тверді тіла великих розмірів у разі дуже повільного деформування, хоча і зберігають локально пружні властивості, загалом поводяться як в’язкі рідини;

– виявлення фізичних механізмів генерування напруженого стану і процеси його релаксації. Природа сил, що формують напружений стан на різних масштабних рівнях, може бути різною. Це і гравітація, і теплова конвекція, і приливні сили, і сили інерції, і планетарні причини. Неочевидна природа рушійних сил у тектоніці літосферних плит, а також сейсмічний режим як наслідок деформаційних процесів у земній корі;

– вивчення процесів формування структур руйнування, блокової структури й головних структурних елементів земної кори: зон розтягання і стискання, підняття й опускання, тектонічних розломів різного рангу, горизонтального розшарування тощо. Вплив деформаційних процесів на рух флюїдів по проникних шарах і розломах. Поверхневе масоперенесення є

активним рельєфоутворювальним фактором, особливо в гірських районах, де розвиваються зсувні явища й утворюються лавини.

Фундаментальні основи фізики земних процесів. Проблеми, пов'язані з розвитком теоретичної науки і прикладної геофізики, відображають фізичні уявлення про деформаційні властивості твердих гірських порід (тверде тіло, пружне тіло, сипуче середовище, в'язко-пружне середовище, пластичне середовище, тріщинувата порода, неоднорідне середовище), записані у вигляді відповідних рівнянь стану. Наведені характеристики фізичних процесів у структурних оболонках Землі ставлять перед геологами, фізиками та геофізиками проблему з вирішення та розробки алгоритмів обернених задач для механізмів формування властивостей геологічного середовища.

Традиційні методи експериментальних геофізичних досліджень, що ґрунтуються на пасивному моніторингу природних полів і природних збурень, які мають випадковий характер, таких як землетруси, сонячні спалахи, атмосферні електричні розряди й інші явища, потребують довгих рядів спостережень і, зазвичай, виявляють лише імовірнісні закономірності. Дослідження взаємозв'язку між геофізичними полями різного походження має фундаментальне значення як для поглиблення знань про природу, так і для вирішення найважливіших проблем, таких як прогноз землетрусів, дослідження геодинамічних процесів.

З огляду на це принципи фізичного розуміння геологічних процесів та створення відповідних фізичних моделей реальних геологічних структурних утворень та оболонок Землі полягають у такому:

- Земля – космічне тіло, і процеси у ній підпорядковані фізичним законам, що можна формалізувати рівняннями математичної фізики;
- головні чинники тектонічної активності Землі, зокрема гравітаційна диференціація речовини, мають внутрішню природу;
- Земля та її оболонки (кора, мантія і ядро) є спільною фізичною системою, а тому необхідно загалом розглядати горизонтальні і вертикальні зв'язки між ними;
- геодинаміка Землі є наслідком фізико-хімічних та механічних процесів, що відбуваються у надрах Землі;
- нерівномірна геодинамічна активність у просторі і з часом приводить до ймовірнісної періодичності головних процесів еволюції планети.

Особливості поведінки геофізичних, гідрогеодинамічних і геохімічних процесів не можна описати в рамках лінійних моделей математичної фізики. Нелінійність є проявом сукупності багатьох характеристик і стану речовини середовища. Тому нелінійні сейсмічні і геофізичні процеси використовують у прикладній і фундаментальній геофізиці для дослідження процесів “самовзаємодії”, складних “ланцюгів” взаємодій, що охоплюють різні геофізичні поля та процеси в земних оболонках.

Наслідком такого підходу є поняття про геофізичне середовище, якому притаманні:

● ієрархічна неоднорідність, несуцільність, різнорангова диференціація від малих частинок зерна мінералу до планетарних неоднорідностей;

● фізична нелінійність характеристик і процесів;

● активність, тобто здатність постійно випромінювати енергію у формі сейсмічної, акустичної й електромагнітної емісії або тепла, що можна виміряти експериментально;

● мінливість фізичних властивостей з часом, зумовлена також зазначеними активністю і фізичною нелінійністю;

● здатність геофізичних процесів взаємодіяти між собою безпосередньо, наприклад, сейсмоелектричний ефект, та в опосередкованій формі через низку складно пов’язаних між собою взаємодій.

Проблеми вибору обернених задач та методів у геофізиці. Обернений процес близько пов’язаний з прямим моделюванням. Пряме моделювання ґрунтується на використанні математичного взаємозв’язку, такого як хвильове рівняння, для синтезування відгуку моделі Землі на збудження, наприклад, імпульс сейсмічної енергії. Такі моделі визначають у зв’язку з поняттями набору параметрів для вибраного шару, таких як шарова швидкість та густина шару. Отже, звичайно важливо вибрати процедуру прямого моделювання, яка може адекватно описати фізичні процеси спостереження. У випадку сейсмічного дослідження пряме моделювання пов’язане з алгоритмом, що виробляє синтетичну сейсмограму із незначною різницею для скінченного розв’язку хвильового рівняння та вимірюваних величин. У разі гравітаційних даних процедура прямого моделювання передбачає розрахунок гравітаційних полів за відомим приповерхневим розподілом густини досліджуваного шару структурних оболонок Землі. Для вибору потрібної математичної моделі також важливо знати, скільки

модельних параметрів треба використати і які параметри є найвагомішими у впливі на розв'язок конкретної фізичної задачі.

Вибір правильної моделі напряму залежить від цієї задачі розвідки. Оберненість такого моделювання спонукає реконструювати характеристики приповерхні з заданого набору вимірювань і робити це шляхом "підгонки" зі спостереженнями з точністю, не вищою від похибки вимірювань. Ось чому вибір "доброї" моделі є ключовим моментом. Навіть якщо припустити, що вибір моделі адекватний, все ще є багато проблемних моментів. За останні два десятиліття обернені задачі геофізики складалися здебільшого з розробки методів лінеаризації нелінійних задач. Лінеаризовані методи багаторазово поліпшують початкову гіпотезу в разі невідомих параметрів, якщо використовувати локальну похідну інформацію. Часто похідні розрахунки є дуже дорогими і, на жаль, нема гарантії того, що ітерації збіжаться до сприйнятливої моделі (тобто набір невідомих величин). Навіть якщо збіжність досягнуто, підсумкова модель може бути далекою від правдивої, погано узгоджуватися з даними, мати сильну залежність від початкового припущення за невідомих параметрів. Якщо рівень нелінійності значний, то тоді два або більше цілком різних класів моделі можуть існувати і задовольняти умови. Якщо ж лінеаризаційні методи не спрацьовують, то тоді необхідно використовувати глобальніші підходи. Огляд методів теорії обернених геофізичних задач для лінеаризованих задач можна знайти в [2, 3].

Геофізики постійно працювали над розв'язуванням обернених задач від початку математичних спроб описати фізичні процеси в Землі. Геофізичну інтерпретацію роблять на підставі аналізу спостережуваного набору даних про геологічні властивості, таких як сейсмограми або записи потенціальних полів. Груба модель процесу, з якого отримують експериментальні дані, міститься всередині мозку інтерпретатора; потім інтерпретатор використовує цю грубу уявну модель, щоб отримати приповерхневі властивості зі спостережуваних даних. Тобто висновки про приповерхневі властивості зі спостережуваних даних є ідентичними з розв'язком так званої оберненої задачі. На противагу, пряма задача складається з визначення даних, які отримують з відомих параметрів будови приповерхні та за припущень, що виконуються ці закони фізики. Дотримуватимемось зазначеного вище широкого означення оберненої задачі: тоді всі відомі алгоритми, які можна застосовувати в обчислювальному процесі, можна розглядати як процедури інвертування

геофізичних даних. Наприклад, дані про поширення сейсмічних хвиль дають змогу реконструювати приповерхневу геометрію земної кори [1, 4, 5].

Розрахунок варіації амплітуди зі зсувом (ВАЗ) [1] стосується інверсії для властивостей породи, отриманої з вимірювань амплітуди поверхневих сейсмічних хвиль. Інверсія може стосуватися різних типів геофізичних даних. Можна одночасно або послідовно підганяти набір різних геофізичних даних, таких як сейсмічні характеристики середовища, потенціальне поле, дані свердловинних досліджень, з такою самою моделлю Землі, й у кожному випадку ми припускаємо, що виконується закон фізики. У разі сейсмічної інверсії, наприклад, законом є хвильове рівняння або одне з його числових наближень. Алгоритми, які ґрунтуються на фізичному законі, дають нам змогу інвертувати спостережувані дані для приповерхневих характеристик. Ми подаємо дуже широке означення інверсії, якого нема в загальній літературі, тим більше у працях з розвідувальної геофізики. Після наближеного аналізу теоретичного змісту оберненого методу ми обговоримо деякі популярніші процедури в розвідувальній геофізиці, що їх загалом ідентифікують як обернені методи. Раніше більшість використовуваних геофізичних розрахункових методів розглядали як спроби розв’язати обернену задачу: маємо геофізичні дані, абстрактну модель процесу і шукаємо алгоритми, що дають змогу інвертувати її.

Отже, головні проблеми і напрями фундаментальних фізичних досліджень в обернених задачах геофізики такі:

вивчення сучасних рухів і розвитку деформаційних процесів у земній корі, у тому числі повільних рухів, що супроводжуються нагромадженням деформацій і концентрацією напружень на неоднорідностях;

вивчення взаємодії із земною корою потоків енергії, що надходять до неї з надр унаслідок розсіяння гравітаційної, кінетичної і теплової енергії планети;

вивчення механізмів виникнення і перетворення блокової структури та функціонального призначення ієрархічних структур земної кори;

вивчення механізмів формування і релаксації тектонічних напружень у неоднорідному блоковому середовищі на різних масштабних рівнях;

розробка геомеханічних і геодинамічних моделей структурних оболонок Землі, спрямованих на побудову кількісної теорії з урахуванням неоднорідної

і блоково-ієрархічної структури та особливостей розподілу густини речовини мантії і ядра.

Теоретичні і розрахункові аспекти теорії оберненої задачі корисні для розвитку технології опрацювання геофізичних даних про відповідне середовище, проте ітеративну геофізичну інверсію наразі ще широко не використовують у розвідувальній галузі через надто високу вартість отримання спостережуваних даних та складність обчислювальних процедур. Адже лише тоді тривимірна глибинна томографія стане економічно вигідною, коли алгоритми обернених задач дадуть змогу геофізикам отримувати дані спостережень не тільки для приповерхневої структурної геометрії кори, а також для щораз більшої кількості необхідних детальних фізичних, хімічних та геологічних характеристик.

---

1. *Boespflug X., Long B., Occhietti S.* Cat-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach // Mar. Geol. 1995. Vol. 122. P. 281–301.
2. *Duliu O.G.* Computer axial tomography in geosciences: an overview // Earth-Science Reviews. 1999. Vol. 48. P. 265–281.
3. *Husen S., Kisslin E.* Local earthquake tomography between rays and waves: fat ray tomography // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. Vol. 123. P. 127–147.
4. *Onaisi A., Audiber A., Biebe M.-T. et al.* X-ray tomography visualization and mechanical modeling of swelling shale around borehole // J. Petrol. Sci. Eng. 1993. Vol. 9. P. 313–329.
5. *Zeng, Y., Gantzer C.J., Peyton R.L., Anderson S.H.* Fractal dimension and lacunarity of bulk density determined with X-ray computed tomography // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. Vol. 60. P. 1718–1724.

FUNDAMENTAL APPROACH TO INVERSE PROBLEMS OF PHYSICS OF EARTH

V. Fourman

Some non-linear geophysical inverse problems are discussed. New class of methods which are prospective for problems of optimization and accuracy analysis in inverse problems is analyzed. It has been determind that numerical calculation is widly used in new methods.

7

IMAGE ENHANCEMENT OF LINEAMENTS USING EIGENANALYSIS OF MAGNETIC GRADIENT TENSOR

Bülent ORUÇ

Engineering Faculty, Department of Geophysical Engineering, Kocaeli University, Umuttepe Campus, 41380 Izmit/Kocaeli, Turkey
E-mail: bulor@kocaeli.edu.tr

A new image enhancement and detection technique based on the eigenvalues and eigenvectors (eigenanalysis) from magnetic gradient tensor (MGT) has been developed. The performance of the eigenanalysis, with and without random noise was tested by dipole and prismatic models by using theoretical examples. It has been shown that the eigenanalysis are suitable for mapping in source boundaries with a high resolution.

The method has been applied to MGT computed from the magnetic anomaly data from Gelibolu Peninsula in the western region of Turkey. During processing, residual magnetic anomaly map has been computed by removing a first-order polynomial surface from the total field anomaly map. Once the MGT was computed from residual anomaly data using 2-D FFT algorithm, the eigenvalues and eigenvectors were determined. The eigenanalysis provide a finer definition of the anomalous sources if knowledge of their trend location is estimated with other geological and geophysical investigations. Therefore, a detailed image of the edges of complex structures with many faults overlapping each others is well imaged since the results tend to imaging of structural trends.

7